**پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۲، شمارهٔ ۴، زمستان ۱۳۹۹**
**ص ۵۵۱- ۵۳۵**

# تحلیل واکنش تعادلی رودهای منطقهٔ دامغان در برابر رخدادهای تکتونیکی و فرسایشی با استفاده از مدل SPL

مجتبی یمانی* ـ استاد ژئومورفولوژی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران
ابوالقاسم گورابی ـ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران
محمدرضا قاسمی ـ استاد زمین‌شناسی (تکتونیک)، پژوهشکدهٔ علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
سیدمحمد زمان‌زاده ـ دانشیار زمین‌شناسی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران
فاطمه کیارستمی ـ دانشجوی دکتری مخاطرات ژئومورفولوژیک، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۱۸

## چکیده

**لندفرم‌ها و واکنش آن‌ها به تغییرات محیطی از جمله مباحثی است که از دیرباز مورد توجه متخصصان علم ژئومورفولوژی بوده است. یکی از لندفرم‌هایی که از تغییرات محیطی به‌ویژه فرایندهای زمین‌ساختی و فرسایشی تأثیر می‌پذیرد رودخانه‌ها هستند. هدف اصلی در این پژوهش تحلیل واکنش رودهای ناحیه برای رسیدن به نیمرخ تعادلی در مواجهه میان فرایندهای زمین‌ساختی با فرایندهای فرسایشی است. برای این پژوهش، سه رود اصلی ناحیه شامل آستانه، چشمه‌علی، و تپال بررسی شد. رابطهٔ توان برشی رود در قالب ارتباط میان شیب و مساحت زهکشی، مقادیر دو پارامتر تندی و فرورفتگی کانال را استخراج می‌نماید. هر دوی این پارامترها متأثر از عوامل سنگ‌شناسی، زمین‌ساختی، توپوگرافی، و فرسایشی‌اند. نتایج حاصل از بررسی سه رود اصلی منطقه نشان می‌دهد که رسیدن به نیمرخ تعادلی در هر رود به عوامل بالاآمدگی نسبت به سطح اساس، فرسایشی، و سنگ‌شناسی بستگی دارد. بالاآمدگی رخدادهٔ ناشی از گسل‌خوردگی آبراهه به افزایش ارتفاع و شیب کانال رود منجر شده و فرسایش در پاسخ به این تغییر در محیط رودخانه رخ می‌دهد. این امر باعث افزایش بار رسوبی تولیدی و در نتیجه بالارفتن بازده فرسایشی در رودها می‌شود. با افزایش بار رسوبی در پایین‌دست حوضه، رود قادر می‌شود تأثیر بالاآمدگی‌های گسلی بر بستر خود را خنثی کند.**

***واژگان کلیدی:* *البرز شرقی، دامغان، زمین‌ساخت فعال، ژئومورفولوژی ساختمانی، مدل SPL.***

## مقدمه

لندفرم‌ها و واکنش آن‌ها به تغییرات محیطی از جمله مباحثی است که از دیرباز مورد توجه متخصصان علم ژئومورفولوژی بوده است. یکی از لندفرم‌هایی که به‌شدت از تغییرات محیطی به‌ویژه فرایندهای زمین‌ساختی[1] و فرسایش تأثیر می‌پذیرد کانال‌های آبراهه‌ای‌اند. تنها چند دهم درصد تغییر در شیب به آشفتگی در نظم سیستم زهکشی منجر می‌شود (کلر و پینتر، ۱۹۹۶: ۱۵۸). درواقع، هدف اساسی علم تکتونیک- ژئومورفولوژی استخراج اطلاعات مرتبط با تغییر شکل لندفرم‌ها با بهره‌گیری از توپوگرافی چشم‌اندازهاست. در کانال‌های آبراهه‌ای یک ارتباط بحرانی میان نرخ بالاآمدگی، برجستگی‌های محیط، و نرخ برهنه‌سازی[2] در منطقه وجود دارد (هوارد، ۱۹۹۴: ۲۲۶۱؛ هوارد و کربای، ۱۹۸۳: ۷۳۹). به

* نویسندهٔ مسئول
Email: myamani@ut.ac.ir

1. Tectonic
2. Denudation

همین سبب، تحلیل کانال‌های آبراهه‌ای، به‌ویژه نیمرخ طولی آبراهه‌ها، راه مناسبی برای کشف این ارتباطات است (وهل، ۱۹۹۳: ۷۴۹).

گیلبرت در سال ۱۸۷۷ خاطرنشان کرد که میان شیب آبراهه و فرسایش رود رابطه‌ای مستقیم وجود دارد. هرجایی که شیب بیشتر باشد نرخ فرسایش بالاتر است (هانت، ۱۹۸۸: ۸۲). فرسایش واکنشی است به بالاآمدگی رود که پس از افزایش شیب رخ می‌دهد (هک، ۱۹۶۰: ۸۵؛ هوک:۱۹۶۷،۴۳۹).

پژوهشگران رودها را به دو نوع کلی تقسیم کرده‌اند: رودهای سنگ‌بستری[1] که در آن‌ها نرخ فرسایش و برداشت رسوب بیش از نهشته‌گذاری آن است و رودهای آبرفتی[2] که نرخ نهشته‌گذاری‌شان بیش از نرخ فرسایش است. غالباً در نواحی کوهستانی به‌واسطهٔ شیب و ارتفاع بیشتر رودها از نوع سنگ‌بستری‌اند؛ اما به طور طبیعی می‌توان هر دوی این حالت‌ها را در یک رود مشاهده کرد. این وضعیت از بالادست رود، که شیب و ارتفاع بیشتری دارد، به سمت پایین‌دست رود تغییر حالت می‌دهد. در بخش‌های بالادست میزان فرسایش رسوب بیش از نهشته‌گذاری است؛ اما در بخش پایاب نرخ رسوب‌گذاری عمدتاً بیشتر بوده و لذا رود در بستر آبرفتی خود جریان می‌یابد (ویپل و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۳؛ ویپل و توکر، ۲۰۰۲: ۵؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۰: ۴۹۰).

بنابراین، رودها نسبت به فرایندهای زمین‌ساختی که به افزایش ارتفاع چشم‌اندازها منجر می‌شوند و فرایندهای فرسایشی که سعی در کاهش ارتفاع اشکال زمین دارند، واکنش نشان می‌دهند. این واکنش‌ها به‌خوبی از طریق تحلیل نیمرخ طولی رودخانه‌ها قابل بررسی است. یکی از پارامترهای مؤثر در مطالعهٔ وضعیت زمین‌ساختی نواحی با استفاده از آبراهه‌ها پارامترهای تندی و فرورفتگی[3] نیمرخ طولی است که در قالب فرمول توان برشی آبراهه[4] قابل بررسی است. درواقع، مطالعات تجربی توسط سایر محققان نشان داده که میان میزان تندی رودخانه با فرایندهای مربوط به بالاآمدگی رود رابطهٔ مستقیمی وجود دارد. این ارتباط، که با نام توان برش رود مطرح می‌شود، درحقیقت، به رابطهٔ بین شیب آبراهه و مساحت زهکشی رود بر پایهٔ نمودار لگاریتمی و رگرسیون توانی می‌پردازد (هولبروک و شوم، ۱۹۹۹: ۲۸۸؛ مونتگومری و همکاران، ۱۹۹۶: ۵۸۸؛ سیدل و دیتریچ، ۱۹۹۳: ۱۰۳؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۰ ، آمبیلی،۲۰۱۲:۳۷).

فلات ایران به دلیل قرارگیری میان صفحات زمین‌ساختی اوراسیا و عربستان در یک موقعیت فشارشی قرار دارد (بربریان و ییتس، ۲۰۰۱: ۲۰۰؛ بربریان، ۱۹۷۶: ۶۳؛ درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۵۶ ؛ اشتوکلین،۱۹۷۴:۲۱۷). این موقعیت فشارشی به ایجاد رشته‌کوه‌های مرتفع و گسل‌های فعالی منجر شده است که در طی دوره‌های مختلف فعالیت‌های لرزه‌ای زیادی داشته و سبب رخدادهای زمین‌لرزه‌ای با خسارات شدید شده‌اند. رشته‌کوه البرز در شمال فلات ایران یکی از همین ارتفاعات است که به واسطهٔ وجود گسل‌های جوان با پیشینهٔ لرزه‌ای جزو نواحی زمین‌ساختی فعال محسوب می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۰۳: ۶۶۰؛ آلن و همکاران، ۱۵:۲۰۰۴ ؛هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۲؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۱۵).

منطقهٔ مورد مطالعه بخشی از ساختار کوهستانی البرز شرقی است و دارای گسل‌های متعدد فعال است. گسل‌های رانده در این ناحیه به روی هم قرار گیری ساختار رسوبی البرز به شکل ساختمان‌های رورانده منجر شده‌اند که در سطح وسیعی بخشی از ناهمواری‌های منطقه را تشکیل می‌دهند (رحیمی، ۱۳۸۵). طبق مطالعات سایر پژوهشگران، گسل‌های منطقه از دیرباز فعال بوده‌اند و به ایجاد رخدادهای عظیم لرزه‌ای همراه با خسارات مالی و جانی زیاد منجر گشته‌اند. یکی

---

1. Bed Rock River
2. Alluvial River
3. Concavity and Steepness
4. Stream Power Law

از این زمین‌لرزه‌ها مربوط به رخداد لرزه‌ای ۸۵۶ میلادی دامغان است که در طی آن گسل آستانه دچار گسیختگی شد (هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۶).

رابطهٔ توان برشی رودخانه در قالب ارتباط میان شیب و مساحت زهکشی رود در یک نمودار لگاریتمی بر مبنای رگرسیون توانی، مقادیر دو پارامتر تندی، و فرورفتگی کانال را استخراج می‌کند. هر دوی این پارامترها متأثر از مجموعه‌ای از عوامل سنگ‌شناسی، زمین‌ساختی، توپوگرافی، و فرسایشی است که همگی در مکان قرارگیری نقاط عطف آبراهه[1] مؤثرند و قادرند در رابطه با وضعیت زمین‌ساختی و فرسایشی نواحی اطلاعات مفیدی در اختیار پژوهشگران قرار دهند. اگرچه مسئلهٔ زمین‌ساخت فعال ناحیهٔ البرز شرقی و دامغان توسط محققان زیادی مطالعه و تأیید شده است (خادمی، ۱۳۷۶؛ رحیمی، ۱۳۸۵؛ قاسمی، ۱۳۶۹؛ بربریان، ۱۹۷۶، ۱۹۸۳؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰؛ ریزا و همکاران، ۲۰۱۱). مسئلهٔ اصلی در این پژوهش، علاوه بر بررسی وضعیت زمین‌ساختی منطقه، نحوهٔ واکنش لندفرم‌های آبراهه‌ای به تغییرات محیطی اعم از جنس سنگ بستر، نرخ بالاآمدگی، و فرسایش است. بنابراین، هدف تنها بررسی وجود یا فقدان زمین‌ساخت فعال نیست؛ زیرا این مسئله برای ناحیهٔ البرز از دیرباز ثابت شده است. بلکه هدف تحلیل واکنش رودهای ناحیه برای رسیدن به نیمرخ تعادلی در مواجهه میان فرایندهای زمین‌ساختی با فرایندهای فرسایشی است.

## منطقهٔ مورد مطالعه

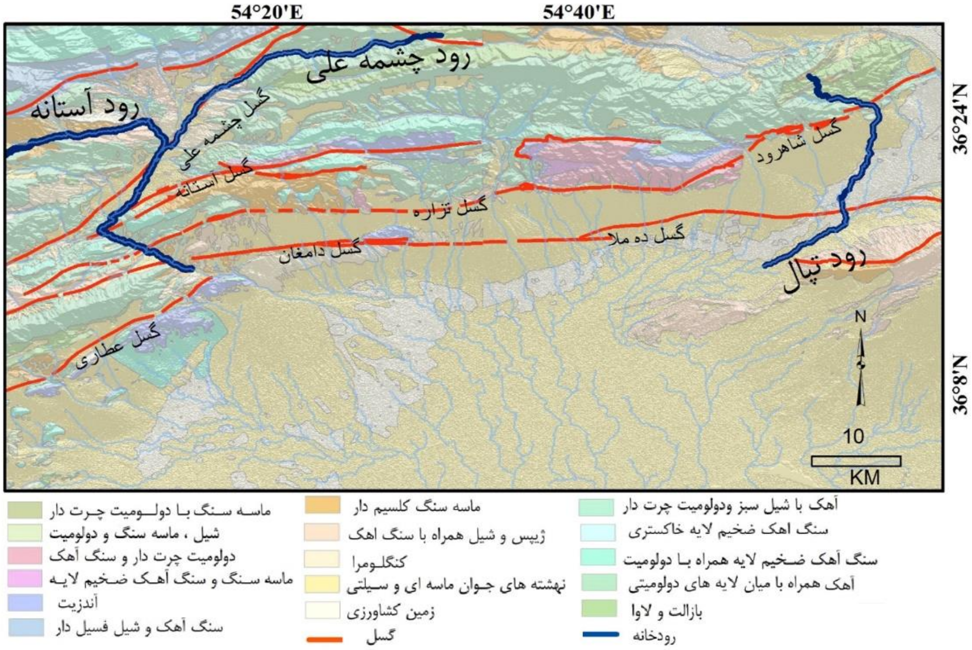
ارتفاعات دامغان (۳۷۲۶–۱۰۱۵ متر) بخشی از کمربند کوهستانی البرز شرقی است که در شمال فلات ایران قرار گرفته است. بخش‌های کوهستانی این منطقه به‌واسطهٔ فعالیت گسل‌های متعدد نسبت به نواحی فروافتادهٔ اطراف مانند حوضهٔ کاسپین و ایران مرکزی دچار برخاستگی شده است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۱۵؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳: ۶۵۹؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۷۷؛ هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۷؛ جاویدفخر و احمدیان، ۲۰۱۸: ۲۶۵؛ پوررمضانی و برزوئی، ۴۳۹:۲۰۱۷). گسل‌هایی چون آستانه، دامغان، شاهرود، تزره، چشمه‌علی، و ده‌ملا از جمله گسل‌های فعال این ناحیه‌اند که در سراسر منطقه گسترده شده‌اند. این ساخت‌ها اشکال متنوعی از جمله چین‌خوردگی‌ها، ناودیس و تاقدیس، سفره‌های رورانده (خادمی، ۱۳۷۶؛ رحیمی، ۱۳۸۵) و نواحی فروافتاده همچون حوضه‌های واچاکیده[2] یا نواحی مرتفع مانند خم‌های گسلی[3] را ایجاد کرده‌اند (هالینگورث و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۶).

به لحاظ ساختار سنگ‌شناسی ارتفاعات کوهستانی منطقه عمدتاً از سنگ‌های مقاوم صخره‌ساز شامل دولومیت، سنگ‌آهک ضخیم لایه همراه با چرت و بازالت و آندزیت دوره‌های پیشین مربوط به ژوراسیک و کرتاسه پوشیده شده‌اند. اما قسمت‌های جنوبی، به‌ویژه پس از خط کنیک کوهستان، محل شکل‌گیری مخروط‌های آبرفتی پوشیده از رسوبات شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، ژیپس، و مارن دوران نئوژن و کواترنری است (صالحی راد و علوی ۱۳۵۴؛ وزیری، ۱۳۸۰).

بستر رودها، با توجه به محل جریانشان، در میان سنگ‌های مقاوم یا سنگ‌ها و رسوبات نامقاوم به صورت سنگ بستری یا آبرفتی متغیرند. البته، اغلب امتداد رودهای ناحیه از هر دوی این زمین‌ها می‌گذرد. در برخی نواحی مانند رود چشمه‌علی، فعالیت گسل‌ها به نحو بارزی بر الگوی آبراهه تأثیر گذاشته؛ به نحوی که رود در امتداد درهٔ گسلی چشمه‌علی جریان یافته است.

---

1. KnickPoint
2. Pull apart-Basin
3. Restraining Bend




**شکل ۱. موقعیت رودهای مورد مطالعه همراه خصوصیات زمین‌شناسی منطقه**

## مواد و روش

### استخراج شبکهٔ زهکشی

به‌منظور استخراج شبکهٔ زهکشی، به‌ویژه رودهای اصلی ناحیه، از نقشهٔ ارتفاعی منطقه (DEM) با قدرت تفکیک ۳۰ متر استفاده شد. مسئلهٔ مورد توجه در این زمینه این است که اغلب این نقشه‌های ارتفاعی دارای تغییرات ناگهانی به شکل نقطه‌ای یا ناهمگونی‌های سطحی‌اند که در هنگام استخراج آبراهه‌ها اغلب به‌عنوان رود یا شبکه‌های فرعی زهکشی توسط نرم‌افزارهای مختلف هیدرولوژی استخراج می‌شوند. به همین دلیل، نخست باید این خطاها و نویزها از طریق پُرکردن نقاط گسسته‌شده و ایجاد سطح یکنواخت[1] حذف شوند. فرایند استخراج و یکنواخت‌سازی نقشهٔ ارتفاعی در این پژوهش توسط نرم‌افزار ArcGIS و الگوریتم‌های مربوط به هیدرولوژی مانند جهت جریان، جریان تجمعی، رده‌بندی آبراهه، و ارزش‌گذاری پیکسل‌ها از حالت رستری به وکتور انجام شد.

به‌منظور استخراج آبراهه‌ها، از روش الگوریتم D8 برای محاسبهٔ جهات جریان استفاده شد. در این روش، مسیرهای جریان هر پیکسل، که بر روی پیکسل پایین‌تر با شیب کمتر می‌ریزد، محاسبه می‌شود و جهات جریان تعیین می‌گردد. در این راستا، ما در ابتدا نیازمند ایجاد یک نقشهٔ ارتفاعی با کمترین ناپیوستگی هستیم. این روش بر روی استخراج جریان‌های مرکزی در روی دره‌ها و کاهش جریان‌های فرعی موازی تمرکز می‌کند (محمود و گلوئون، ۲۰۱۲: ۴۱۳؛ شهزاد و گلوئون، ۲۰۱۱: ۲۵۲).

### نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقهٔ مورد مطالعه

یکی از ابزارهای مورد استفاده در این پژوهش نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های دامغان، شاهرود، و معبد می‌باشند. نقشه‌های زمین‌شناسی به‌واسطهٔ نمایش پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله سنگ‌ها، چینه‌ها، و گسل‌های

1. Depression Less

منطقه نقش بسیار مهمی در شناخت کلی ناحیهٔ مورد مطالعه دارند. روی‌هم‌قرارگیری اطلاعات مرتبط با آبراهه‌های استخراج‌شده بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی قادر است اطلاعات نسبتاً کاملی در رابطه با سنگ‌بستر رودهای مورد مطالعه در اختیار ما قرار دهد. این اطلاعات در تقسیم‌بندی کلی بخش‌های مختلف رود، که بر روی سنگ بستر اصلی در نواحی کوهستانی یا بر روی دشت‌های آبرفتی جریان دارند، مفید است. همچنین، این نقشه‌ها به‌واسطهٔ نمایش کامل مکان گسل‌های اصلی ناحیه و نمایش سازوکار آن‌ها به‌ویژه در قالب گزارش‌های پشت نقشه‌های زمین‌شناسی، اطلاعات سودمندی در ارتباط با چینه‌شناسی متأثر از خطوط گسلی در منطقه یا نواحی که گسل به قطع رودخانه منجر شده یا مناطقی که رود در مسیر دره‌های گسلی جریان می‌یابد، در اختیار ما قرار می‌دهد. همهٔ تحلیل‌های انجام‌شده دربارهٔ پارامترهای تندی، فرورفتگی، و بازده فرسایشی در رابطه با واکنش تعادلی رودها نسبت به تغییرات تکتونیکی- فرسایشی بر پایهٔ اطلاعات سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی، و تکتونیکی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه امکان‌پذیر شده است.

### مدل توان برشی آبراهه (SPL)[1]

برش کانال نتیجهٔ توانایی رود در حمل رسوبات بیش از ظرفیت تولید رسوب در نواحی بالادست است (سیدل و دیتریچ، ۱۹۹۳: ۲۴). در رودهای سنگ‌بستری وضعیت انتقال رسوب عموماً بیش از عرضهٔ آن است. درواقع، میزان برش رود توسط مقاومت سنگ‌بستر رود نسبت به تنش برشی تحمیل‌شده بر جریان کنترل می‌شود. و از آنجا که دبی تابعی است از مساحت زهکشی، می‌توانیم در معادلات به جای دبی Q از مساحت حوضهٔ زهکشی رود A استفاده کنیم:

$$\frac{dz}{dt} = k * A^m * S^n \quad (1)$$

در این رابطه نسبت dz به dt تغییر ارتفاع مجرا در گذر زمان را نشان می‌دهد و می‌تواند تغییر ارتفاع کانال و در نتیجه شیب کانال را تعیین کند. K بازده فرسایشی و A مساحت حوضهٔ زهکشی رود و S شیب کانال است. پارامترهای m,n نیز ثابت‌های تجربی‌اند (اشنایدر و ویپل، ۲۰۰۰: ۱۲۵۰؛ ویپل و توکر، ۲۰۰۲: ۲).

هر گونه تغییر در سنگ‌شناسی، گسل‌خوردگی، یا اقلیم ناحیه در نظم زهکشی رده‌های آبراهه‌ای تأثیر می‌گذارد. این بی‌نظمی‌ها در نیمرخ طولی رودخانه به شکل نقاط عطف خود را نشان خواهد داد. درواقع، نقاط عطف نقاطی هستند که در واکنش به تغییرات محیطی ایجاد می‌شوند. در یک رودخانه در حالت انتقالی بین حالت بالاآمدگی کم و زیاد مقادیر تندی و فرورفتگی رود تغییر خواهد کرد (فهر و همکاران، ۲۰۰۹: ۳؛ لو و شانگ، ۲۰۱۵: ۱۶۲۹؛ ماد و همکاران، ۲۰۱۸: ۳۴؛ دانگ و همکاران، ۲۰۱۷: ۱۴۵).

زمین‌شناسی متضاد یا وجود گسل می‌تواند رودها را در حالت‌های تعادلی جدیدی قرار دهد. در گذر این ارتباط رابطهٔ ۱ به شکل زیر تکمیل می‌شود:

$$\frac{dz}{dt} = U - E - K * A^m * S^n \quad (2)$$

در این رابطه U عبارت است از نرخ بالاآمدگی[2] در اثر تغییر سطح اساس و E عبارت است از نرخ فرسایش رود.

بنابراین، به‌منظور تحلیل چشم‌اندازها بر مبنای رخدادهای فرسایشی و زمین‌ساختی مؤثر بر آن‌ها رابطهٔ ۳ به شکل خلاصه برای تحلیل نیمرخ طولی کانال‌ها اعم از سنگ‌بستری یا آبرفتی استفاده خواهد شد (لو و شانگ، ۲۰۱۵: ۱۶۳۰).

---

1. Stream Power Law
2. Uplift Rate

$$S_e = (\frac{U}{K})^{1/n} A^{-(\frac{m}{n})} \qquad (۳)$$

رابطهٔ ۳ به صورت قانون توان برشی رودخانه به شکل رابطهٔ ۴ ساده می‌شود. این رابطه درحقیقت تأثیر مستقیم شیب کانال و حوضهٔ زهکشی را در تغییرات ایجادشده بر روی نیمرخ طولی رودخانه نشان می‌دهد (میلیاریس، ۲۰۰۱: ۲۶؛ لاگیو و دیوی، ۲۰۰۳: ۲؛ مونتگومری و همکاران، ۱۹۹۶: ۵۸۸؛ شهزاد و گلوئون، ۲۰۱۱: ۲۵۳).

$$S = K_s A^{-\theta} \qquad (۴)$$

در این رابطه Θ عبارت است از مقدار فررفتگی[1] و $K_{SN}$ عبارت است از مقدار تندی[2] رود.

در مرحلهٔ بعد، برای محاسبهٔ قدرت رودخانه، مقادیر پارامترهای تندی و فرورفتگی از طریق نیمرخ طولی رودخانه‌های محدودهٔ مورد نظر محاسبه شد. به این منظور، نمودار لگاریتمی بین شیب و مساحت رودخانه استخراج شد. درواقع، رابطهٔ ۴ یک رگرسیون توان‌دار محسوب می‌شود که در آن فرورفتگی، شیب خط رگرسیون و تندی، عرض از مبدأ آن است (وانگ و همکاران،۲۰۱۷:۱۵۰).

$$\log S = -\theta \log A + \log Ks \qquad (۵)$$

این مسئله به شکل عمومی پذیرفته شده است که هر چه قدر لندفرم‌ها شیب‌دارتر باشند با نواحی‌ای که دچار بالاآمدگی زمین‌ساختی شده‌اند روابط مستقیمی دارند. سیستم‌های رودخانه‌ای انطباق خوبی با فرایندهای زمین‌ساختی جهت ارائهٔ اطلاعات مفید در رابطه با نرخ بالاآمدگی در چشم‌اندازها ارائه می‌دهند. درواقع، می‌توان گفت مقدار تندی رود که به شیب تند آبراهه بستگی دارد کسری از مقدار بالاآمدگی است. بنابراین، در حالت عمومی توقع داریم اگر مقدار تندی در نیمرخ طولی رود کم باشد، نرخ بالاآمدگی کم است و اگر مقدار تندی زیاد باشد، نرخ بالاآمدگی بالاست. البته باید به عوامل دیگر نیز در تفسیرهایمان توجه کنیم (نیکولسون و همکاران، ۲۰۱۳: ۵۹۸؛ واسیلاکیس و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۹).

## ضریب بازده فرسایشی[3]

پارامتر بازده فرسایشی K، که در فرمول‌های بالا به آن اشاره شده است، به‌عنوان کسری از حجمی است که تحت نام بقایای حاصل از فرسایش از محیط خارج شده است. نرخ فرسایش E درواقع عبارت است از نسبت بین حجم مادهٔ فرسایش‌یافته به حجم عامل فرسایش‌دهنده که به از دست رفتن رسوب منجر می‌شود. اما آن حجمی که علاوه بر فرسایش کاملاً از محیط خارج شده است بازده فرسایشی معرفی می‌شود.

پارامتر بازده فرسایشی شاخصی است که خیلی خوب استاندارد نشده است. اما مونتگومری و همکاران (۱۹۹۶) نشان دادند که این ضریب در نواحی مختلف متفاوت است. فاکتورهای متفاوتی بر روی مقادیر K تأثیر می‌گذارد که شامل مقاومت سنگ، مواد سنگ‌بستر، عرض کانال، دبی، و فراوانی مواد آواری است. بنابراین، K تابعی است از شار رسوبی. در نواحی‌ای که به طور نسبی زمین‌شناسی واحدی دارند، شاخص K غالباً به‌عنوان یک پارامتر ثابت به لحاظ فضایی و مکانی مدل‌سازی می‌شود. با درنظرگرفتن شاخص ثابت K در مدل پاسخ چشم‌انداز به رخدادهای بالاآمدگی، فرض مطلق بر این است که تنها شاخص شیب S متغیر است و می‌تواند خود را نسبت به تغییرات بالاآمدگی تنظیم کند. اگرچه سایر

1. Concavity
2. Steepness
3. Erosion Coefficient

شاخص‌هایی که K را کنترل می‌کنند، در طول تحول چشم‌انداز (کوهستان) تعدیل می‌یابند. مثلاً، بالاآمدگی U به افزایش ارتفاع منجر می‌شود و این امر سبب افزایش بارش‌های اوروگرافیک در نواحی کوهستانی می‌گردد که احتمالاً همهٔ این موارد به افزایش پارامتر K منجر می‌شود. علاوه بر این، کانال‌ها ممکن است در پاسخ به تغییر سطح اساس در اثر بالاآمدگی محدود شود یا میزان آبرفت تولیدی‌شان افزایش یابد که به تغییر شار رسوبی و افزایش بازده فرسایشی منجر می‌شود (ویپل و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۶؛ اشنایدر و ویپل، ۲۰۰۰: ۱۲۵۲).

با توجه به ارتباط میان پارامترهای تندی، بازده فرسایشی و شیب رود با مقدار بالاآمدگی در ناحیه می‌توان با توجه به فرمول زیر مقادیر بازده فرسایشی را محاسبه کرد (شهزاد و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۸).

$$U = ksn^{n} * K \qquad (۶)$$

استوک و مونتگومری (۱۹۹۹)، ویپل و همکاران (۲۰۰۷)، اسکلار و دیتریچ (۱۹۹۸)، و اشنایدر و ویپل (۲۰۰۰) مقادیر ثابت n و m را با توجه به مطالعات تجربی به‌عمل‌آمده در نواحی مختلف به ترتیب n=1 و m=0.4 محاسبه کرده‌اند (کربای، ۲۰۰۱: ۴۱۵). مقادیر این ثابت‌های هیدرولوژیکی به فرایندهای فرسایشی، شیب کانال، برجستگی‌های توپوگرافیک، و ویژگی‌های مورفولوژیک حوضه‌ها بستگی دارد؛ اما در معادلات معمولاً مقادیر ثابت یادشده، که با مطالعات تجربی و ازمایشگاهی استخراج شده‌اند، استفاده خواهند شد. اگر مطابق با رابطهٔ ۶ میزان تندی رود را تابعی از بالاآمدگی بدانیم، برای محاسبهٔ نرخ بازده فرسایشی به دانستن مقدار بالاآمدگی U نیاز داریم. دی جمور و همکاران (۲۰۱۰) و آنتونی و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از روش‌های مرتبط با تغییرات نقاط جی‌پی‌اس و مشاهدات گرانشی پوستهٔ زمین و مدل‌سازی تغییرات آن‌ها و رسوب‌شناسی، نرخ بالاآمدگی در البرز را به طور متوسط در حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر$^{-۱}$ در سال محاسبه کرده‌اند (آنتونی و همکاران، ۲۰۰۶: ۳۲۱؛ دی‌جمور، ۲۰۱۰: ۱۲۹۹).

## یافته‌های پژوهش

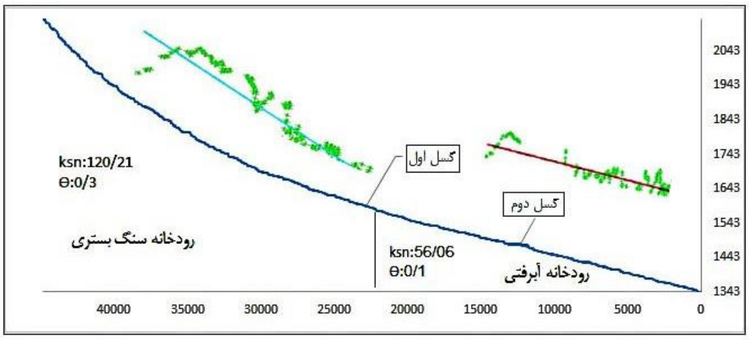
**رود آستانه** با طول حدود ۴۴٫۹۶ کیلومتر از سرچشمه در ارتفاع ۲۱۳۵ متری بر روی زمین‌های مقاوم مربوط به دورهٔ ژوراسیک شامل دولومیت، سنگ‌آهک ضخیم لایه همراه با چرت و در بخش‌های میانی از سنگ‌های ماسه‌ای همراه با کلسیم و کنگلومرای دورهٔ پالئوژن جریان دارد. در ارتفاع حدود ۱۶۰۲ متری، این رود توسط شاخه‌ای از گسل آستانه دچار گسل‌خوردگی شده است. بخش دیگر این رود تا مصب در ارتفاع ۱۳۴۳ متری از رسوبات جوان کواترنری و نئوژن شامل کنگلومرای چندمنشأ نه‌چندان مقاوم، ماسه‌سنگ منفصل، سیلت، و رس تشکیل شده است. در این ناحیه در ارتفاع ۱۴۶۸ متری، شاخه‌ای از گسل آستانه که امتداد آن به سمت شرق، به‌عنوان گسل تزره شناخته می‌شود، این بخش از رود را نیز دچار گسل‌خوردگی کرده است. گسل آستانه به‌واسطهٔ قطع رسوبات کواترنری در مسیر خود یک گسل جوان کواترنری محسوب می‌شود (بربریان، ۱۹۷۶: ۲۵۴).

مقادیر تندی(ks) و فرورفتگی(Θ) نیمرخ طولی رود آستانه از سراب تا پایاب به‌خوبی با شرایط سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی ارتباط برقرار کرده است. اگر بخش ابتدایی رود را، که در زمین‌های مقاوم ژوراسیک و پالئوژن جریان پیدا کرده، رود سنگ‌بستری درنظر بگیریم، مقادیر پارامترها در ارتباط با سنگ‌شناسی و گسل‌خوردگی رود ارزش‌های بالایی را نشان می‌دهد (مقادیر تندی برابر با ۱۲۰٫۲۱ و مقادیر فرورفتگی برابر با میزان ۰٫۳). این امر می‌تواند ناشی از عملکرد گسل آستانه در امتداد رود و بالاآمدگی آن و درنهایت افزایش میزان شیب و ارتفاع رود باشد. افزایش ارتفاعی ناشی از بالاآمدگی به بالارفتن مقدار شیب رود منجر شده که در نتیجهٔ آن قدرت برشی و فرسایشی رود بالا می‌رود. مقدار بازده

فرسایشی محاسبه‌شده برای این بخش از رود به میزان $۴/۱×۱۰^{-۳}$ است. اما در بخش جنوبی تا مصب، که رود از زمین‌های نامقاوم و منفصل کواترنری می‌گذرد، مقادیر مربوط به پارامترهای تندی و فرورفتگی ارزش‌های کمتری نسبت به بالادست رود نشان می‌دهند (مقدار تندی برابر است با ۵۶/۰۶ و مقدار فرورفتگی برابر است با ۰/۱). البته، مقدار پارامتر تندی اگرچه نسبت به بالادست رود کمتر است، وجود بالاآمدگی فعال در این بخش را نیز تأیید می‌کند. به این ترتیب که سنگ‌شناسی نامقاوم باعث شده به دنبال بالاآمدگی رود در نتیجۀ گسل‌خوردگی، افزایش شیب، و ارتفاع به شکل افزایش مقدار فرسایش نسبت به تغییرات زمین‌ساختی واکنش نشان دهد. در این بخش به دنبال تغییر سطح اساس در اثر بالاآمدگی و به دنبال افزایش توان برشی رود در بستر نامقاوم، حجم آبرفت تولیدی بالا رفته که به تغییر شار رسوبی و افزایش بازده فرسایشی منجر می‌شود. بیشتربودن مقدار بازده فرسایشی بخش پایین‌دست با میزان $۸/۹× ۱۰^{-۳}$ این مسئله را نشان می‌دهد.

**جدول ۱. مقادیر تندی و فرورفتگی برگرفته‌شده از معادلۀ رگرسیون توان‌دار نمودار لگاریتمی شیب و مساحت در شکل ۲**

| **معادلات رگرسیون توان‌دار بخش‌های بالادست و پایین‌دست رود آستانه برگرفته‌شده از نمودار لگاریتمی شیب و مساحت (شکل۲)** |
|---|
| بخش بالادست رود $Y=120.21X^{0.3}$ |
| بخش پایین‌دست رود $Y=56/06X^{0.1}$ |




**شکل ۲. نیمرخ طولی رود آستانه (نمودارهای کوچک در بخش بالای هر بخش از رود نسبت بین شیب و مساحت لگاریتمی را نشان می‌دهد که نقاط پراکندگی شیب و مساحت و خط رگرسیون توان‌دار است)**

**جدول ۲. محاسبۀ مقادیر بازده فرسایشی رود آستانه با استفاده از مقادیر تندی بخش‌های بالادست و پایین‌دست رود و نرخ بالاآمدگی البرز**

| **محاسبۀ نرخ بازده فرسایشی با استفاده از فرمول ۶: $U=Ksn^{n} ×K$** |
|---|
| $2^{-1}=120.21^{1×}k = 4.1×10^{-3}$ |
| $2^{-1}=56.06^{-1×}k= 8.9×10^{-3}$ |

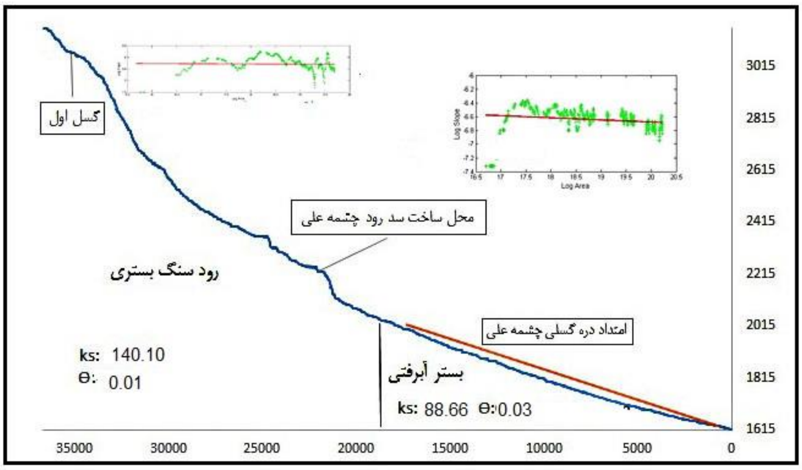
**رود چشمه‌علی** نیز در حدود ۳۶/۶۲ کیلومتر طول دارد. بخش اعظمی از آبراهه در بخش‌های ابتدایی رود، که از نواحی کوهستانی می‌گذرد، بر بستری از سنگ‌های عظیم آهکی ضخیم لایه همراه با چرت و فسیل آمونیت مربوط به دورۀ ژوراسیک جاری است. در ارتفاع ۳۱۶۲ متری، این رود توسط بخشی از گسل رورانده مجن دچار گسل‌خوردگی شده است. بخش دوم رود تا دهانه در بستری از رسوبات گنگلومرای نئوژن و سنگ‌های منفصل ماسه‌سنگی، سیلت، و رس دورۀ کواترنری جریان دارد. البته، در این ناحیه شاخه‌ای از زون گسلی چشمه‌علی کاملاً در امتداد رود کشیده شده است؛

به نحوی که رود در این بخش در داخل یک درهٔ گسلی جریان پیدا کرده است (این گسل در شکل ۳ با خط قرمز نشان داده شده است).

در بخش ابتدایی رود به‌واسطهٔ مقاومت سنگ‌ها همراه با بالاآمدگی ناشی از گسل‌خوردگی مقادیر پارامتر تندی رود به میزان ۱۴۰/۱۰ و مقادیر فرورفتگی در حدود ۰/۰۱ است. مقدار بازده فرسایشی رود نیز $۳/۵×۱۰^{-۳}$ محاسبه شده است. در حالی که در بخش دوم، که بستر رود از نوع آبرفتی است، مقدار تندی ۸۸/۶۶ و مقدار فرورفتگی ۰/۰۳ است. در این بخش، به‌واسطهٔ سستی بستر رودخانه، هنگام افزایش شیب ناشی از بالاآمدگی و به دنبال آن بالارفتن توان برشی رودخانه، حجم بار رسوبی تولیدشده افزایش پیدا کرده و با افزایش شار رسوبی نرخ بازده فرسایشی در این بخش از رود چشمه‌علی نسبت به بخش بالادست بیشتر شده است. مقادیر بیشتر بازده فرسایشی معادل $۵/۶×۱۰^{-۳}$ در بخش دوم رود نسبت به بخش اول به‌خوبی ارتباط مستقیم میان بازده فرسایشی و شار رسوبی در رودها را نشان می‌دهد.

**جدول ۳. مقادیر تندی و فرورفتگی برگرفته‌شده از معادلهٔ رگرسیون توان‌دار نمودار لگاریتمی شیب و مساحت در شکل ۳**

| معادلات رگرسیون توان‌دار بخش‌های بالادست و پایین‌دست رود چشمه‌علی برگرفته‌شده از نمودار لگاریتمی شیب و مساحت (شکل ۳) |
|---|
| بخش بالادست رود $Y=140.10X^{0.01}$ |
| بخش پایین‌دست رود $Y=88.86X^{0.03}$ |




**شکل ۳. نیمرخ طولی رود سرچشمه**

**جدول ۴. محاسبهٔ مقادیر بازده فرسایشی رود سرچشمه با استفاده از مقادیر تندی بخش‌های بالادست و پایین‌دست رود و نرخ بالاآمدگی البرز**

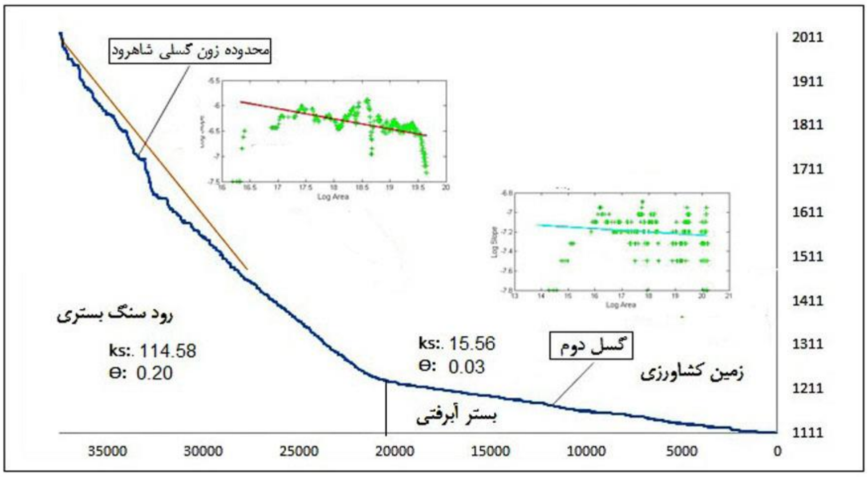
| محاسبهٔ نرخ بازده فرسایشی با استفاده از فرمول ۶: $U=Ksn^{n}×K$ |
|---|
| $2^{-1}=140.10^{1×}k=3.5×10^{-3}$ |
| $2^{-1}=88.66^{-1×}k=5.6×10^{-3}$ |

**رود تپال** نیز در بخش شرقی منطقهٔ مورد مطالعه قرار دارد و از ارتفاعات کوه تپال سرچشمه می‌گیرد. بخش شمالی این رود از سرچشمه در بستری از سنگ‌های مقاوم بازالتی همراه با لاوای اسپیلیتی کرتاسه و سنگ آهک ضخیم‌لایهٔ ژوراسیک جریان دارد. در ارتفاعات ۱۹۹۶متری تا ۱۴۹۵متری چندین سطح از زون گسلی شاهرود این بخش را تحت

تأثیر قرار داده است. اما بخش جنوبی این رود در زمین‌های کشاورزی پوشیده‌شده توسط خاک حاصل‌خیز دوران اخیر قرار گرفته و در ارتفاع ۱۱۷۹متری شاخه‌ای از گسل ده‌ملا بخشی از این رود را تحت‌تأثیر قرار داده است. مقادیر پارامترهای تندی و فروافتادگی در بخش شمالی رود، که در سنگ‌بستر جریان دارد، به ترتیب ۱۱۴٫۵۸ و ۰٫۲۰ است. مقدار بازده فرسایشی در این ناحیه $۴٫۳×۱۰^{-۳}$ در پاسخ به فرایندهای بالاآمدگی و افزایش شیب رودخانه است. اما در بخش جنوبی، به‌ویژه در مقادیر تندی رود، به طور ناگهانی تغییر کاهشی رخ می‌دهد و به حدود ۱۵٫۵۶ می‌رسد. دلیل این است که به طور کلی حضور انسان و فعالیت‌های کشاورزی عملکرد طبیعی رود را تحت تأثیر قرار داده و باعث شده حجم زیادی از رسوبات نه به صورت طبیعی، بلکه به‌واسطهٔ فعالیت‌های انسانی از محیط خارج شوند. سرعت فرایندهای زمین‌ساختی، که به بالاآمدگی رود منجر می‌شود، نسبت به فعالیت‌های انسانی که باعث خروج رسوبات و خاک از محیط شده کندتر است. بنابراین، مقدار شاخص تندی در این ناحیه به طور ناگهانی کاهش می‌یابد و در مقابل حجم بازده فرسایشی متأثر از فعالیت‌های انسانی و نه فرایندهای مرتبط با توان برشی رود افزایش پیدا کرده است. بازده فرسایشی در این ناحیه به میزان $۳٫۲×۱۰^{-۲}$، که نه‌تنها از مقدار بازده فرسایشی بخش شمالی رود تپال بیشتر است، بلکه از میزان بازده فرسایشی دو رود مورد بررسی دیگر نیز بیشتر است. علت این امر، علاوه بر تعامل عوامل مختلف سنگ‌شناسی، گسلی، و تغییرات ارتفاعی، عامل انسانی است که به‌عنوان یک محرک خارجی فرایندها را شدت بخشیده است.

**جدول ۵. مقادیر تندی و فرورفتگی برگرفته‌شده از معادلهٔ رگرسیون توان‌دار نمودار لگاریتمی شیب و مساحت در شکل ۴**

| معادلات رگرسیون توان‌دار بخش‌های بالادست و پایین‌دست رود تپال برگرفته‌شده از نمودار لگاریتمی شیب و مساحت (شکل ۴) |
|---|
| بخش بالادست رود $Y=114.58X^{0.20}$ |
| بخش پایین‌دست رود $Y=15.56X^{0.03}$ |




**شکل ۴. نیمرخ طولی رود تپال**

**جدول ۶. محاسبهٔ مقادیر بازده فرسایشی رود تپال با استفاده از مقادیر تندی بخش‌های بالادست و پایین دست رود و نرخ بالاآمدگی البرز**

| محاسبهٔ نرخ بازده فرسایشی با استفاده از فرمول ۶: $U=Ksn^{n} \times K$ |
|---|
| $2^{-1}=114.58^{1\times}k = 4.3\times10^{-3}$ |
| $2^{-1}=15.58\times k= 3.2\times10^{-2}$ |

## تحلیل نتایج

رودها در برابر رخدادهای تکتونیکی و فرسایشی دچار تغییراتی می‌شوند؛ این تغییرات در قالب ناهنجاری‌هایی در نیمرخ طولی رود دیده می‌شود. نمایندهٔ این ناهنجاری‌ها می‌تواند نقاط عطف به صورت آشفتگی‌های کوچک یا تغییر شیب نیمرخ به حالت‌های محدب (افزایش پارامتر تندی) و مقعر (افزایش پارامتر فرورفتگی) باشد. براساس فرضیه‌های مرتبط با پارامتر تندی، اگر یک رخداد تکتونیکی به بالاآمدگی و افزایش شیب یک ناحیه منجر شود (چیزی شبیه به شروع چرخهٔ جوانی مجدد در مدل دیویس)، در واکنش به این تغییر، رود قدرت فرسایشی بیشتری می‌یابد. این افزایش قدرت فرسایشی رود درواقع واکنشی است که رودخانه به بالاآمدگی تکتونیکی نشان می‌دهد.

از آنجا که رودها درنهایت تمایل دارند به نیمرخ تعادلی خود برسند، پس از بالاآمدگی ناشی از رخدادهای تکتونیکی، شروع به حفر و برش عمیق بستر خود می‌کنند. نتیجهٔ این امر تولید بار رسوبی به شکل آبرفتی است که هم در سنگ‌بستر هم در بستر آبرفتی دیده می‌شود. این حفر بستر به تولید رسوب و افزایش شاررسوبی منجر می‌شود که نتیجهٔ آن افزایش نرخ بازده فرسایشی در محیط است. بازده فرسایشی مقدار رسوبی است که تحت تأثیر فرسایش رودخانه از محیط خارج می‌شود. بنابراین، با افزایش قدرت فرسایش رود، رود به نیمرخ تعادلی خود نزدیک‌تر می‌شود که نتیجهٔ آن افزایش پارامتر فرورفتگی در نیمرخ طولی رودخانه است.

البته، یکی دیگر از پارامترهای مؤثر در واکنش تعادلی رودها به تغییرات فرسایشی و تکتونیکی چینه‌شناسی و ساختمان سنگ‌شناسی ناحیه است. هر چقدر که سازندهای تشکیل‌دهندهٔ بستر رود مقاومت کمتری از خود نشان دهند، با افزایش قدرت فرسایشی رود، رسوبات بیشتری تولید می‌کنند که نتیجهٔ آن بالارفتن شار رسوبی و بازده فرسایشی است. چنین رودهایی هرچند تحت‌تأثیر رخدادهای تکتونیکی و افزایش شیب و ارتفاع ناشی از آن قرار می‌گیرند، زمان واکنش یا پاسخ آن‌ها به تغییرات ایجادشده برای رسیدن به حالت تعادلی سریع‌تر است.

در مثال این پژوهش رودهای آستانه و سرچشمه در قسمت بالادست خود از روی سنگ بسترهای مقاوم، که نیمرخ صخره‌ساز ناحیه را تشکیل می‌دهند، می‌گذرند. همچنین، در این مناطق تحت‌تأثیر فعالیت گسل‌ها، بالاآمدگی در نیمرخ طولی رودها ایجاد شده که در قالب افزایش نرخ پارامتر تندی خود را نشان می‌دهد. این افزایش نرخ پارامتر تندی در رودهای آستانه (۱۲۰٫۲۱) و چشمه‌علی (۱۴۰٫۱۰) به افزایش قدرت فرسایشی رود و افزایش شار رسوبی و تولید مقادیر بالایی از پارامتر بازده فرسایشی منجر شده است. بازده فرسایشی برای بالادست رود آستانه به مقدار ($۴٫۱\times۱۰^{-۳}$) و برای بالادست رود سرچشمه به مقدار ($۳٫۵\times۱۰^{-۳}$) است. اکنون اگر بالادست این دو رود را با پایین‌دست آن‌ها مقایسه کنیم، متوجه تغییراتی در نحوهٔ واکنش تعادلی رود می‌شویم. در قسمت پایین‌دست، هر دو رود بر روی رسوبات کم‌مقاومت جریان دارند، اما از طرف دیگر، فعالیت مرتبط با گسل‌های این بخش نیز به بالاآمدگی این قسمت‌ها منجر شده است. مقادیر تندی این دو رود به ترتیب رود آستانه (۵۶٫۰۶) و رود چشمه‌علی (۸۸٫۶۶) است. این مقادیر هرچند نسبت به بالادست رود ارزش‌های کمتری را نشان می‌دهند، هنوز هم بیانگر بالاآمدگی نیمرخ طولی رودخانه‌ها می‌باشند. علت کمتر بودنشان نسبت به بالادست رود، جنس سازندهای زمین‌شناسی سست‌تر به‌عنوان یک عامل ثانویه است که به سریع‌ترشدن پاسخ رودخانه به تغییر ایجادشده برای رسیدن به حالت تعادلی منجر می‌شود. بنابراین، به‌واسطهٔ سستی سازندها شار رسوبی و نرخ بازده فرسایشی در این بخش‌ها به ترتیب در رود آستانه ($۸٫۹\times۱۰^{-۳}$) و در رود چشمه‌علی ($۵٫۶\times۱۰^{-۳}$) است که مقادیر بیشتری را نسبت به بالادست این رودها نشان می‌دهد.

همچنین، باید به سایر عوامل از جمله عوامل انسانی نیز در نحوهٔ پاسخ تعادلی رودها به تغییرات اشاره کرد. مثال این مسئله در پژوهش حاضر رود تپال است. در بالادست رود تپال بر اثر حرکات گسل‌ها در زون گسلی شاهرود و حرکات ناشی از آن نرخ پارامتر تندی (۱۱۴٫۵۸) است و این امر به افزایش قدرت فرسایشی رودخانه و نرخ بازده فرسایش ($۴٫۳×۱۰^{-۳}$) در این بخش از رود تپال منجر شده است. اما در بخش پایین‌دست رود یک تغییر ناگهانی به کاهش بسیار زیاد پارامتر تندی (۱۵٫۵۶) و افزایش بسیار زیاد بازده فرسایشی (مقدار رسوب تولیدشده و حمل‌شده) ($۳٫۲×۱۰^{-۲}$) منجر شده است. این تغییر به شکل یک شکستگی در نیمرخ طولی رود دیده می‌شود. مطالعات تکمیلی نشان می‌دهد که این بخش از رود تپال بر روی زمین‌های کشاورزی جریان یافته است و، همان‌طور که می‌دانیم، بخشی از خاک کشاورزی در اثر اعمال انسانی دچار فرسایش می‌شود که این امر در افزایش ناگهانی شار رسوبی و بازده فرسایشی رود تپال در بخش پایین‌دست بسیار مؤثر بوده است. بنابراین، همهٔ رسوب تولیدشده در پی تغییر رفتار رود تپال برای رسیدن به نیمرخ تعادلی در برابر رخدادهای تکتونیکی نبوده، بلکه فعالیت‌های انسانی نیز به برهم‌خوردن نظم طبیعی و افزایش نرخ بازده فرسایشی (مقدار رسوب تولید و جابه‌جاشده) بخش پایین‌دست رود منجر شده است که نتیجهٔ آن ایجاد یک ناهنجاری میان بخش بالادست و پایین‌دست رود است.

**جدول ۷. جمع مقادیر پارامترهای تندی، فرورفتگی، و بازده فرسایشی رودهای آستانه، چشمه‌علی، و تپال**

| نام رودخانه | شاخص تندی | شاخص فرورفتگی | بازده فرسایشی |
|---|---|---|---|
| آستانه | ۱۷۶٫۲۷ | ۰٫۴۷ | $۱٫۳×۱۰^{-۲}$ |
| چشمه‌علی | ۲۲۸٫۷۶ | ۰٫۰۴ | $۹٫۱×۱۰^{-۳}$ |
| تپال | ۱۳۰٫۱۴ | ۰٫۲۳ | $۳۶٫۳×۱۰^{-۳}$ |

## نتیجه‌گیری

پارامترهای مورد استفاده در این پژوهش عبارت‌اند از پارامتر تندی، فرورفتگی، و بازده فرسایشی. روش‌های محاسبهٔ این پارامترها مبتنی بر مقادیر شیب و مساحت حوضه در هر بخش از رودخانه است که مبتنی بر اعداد و نمودارهای لگاریتمی و رگرسیون توان‌دار است. شیب خط رگرسیون شاخص فرورفتگی و عرض از مبدأ شاخص یا پارامتر تندی است. لگاریتم‌ها اعداد را در مقیاسی قرار می‌دهند که برای ما قابل درک باشد. بنابراین، نمودار لگاریتمی این امکان را می‌دهد که بدون داشتن نرخ بالاآمدگی یا فرسایش مقدار تندی و فرورفتگی رودهای یک منطقه را محاسبه کنیم. از طرف دیگر، در این پژوهش ما همچنان از نرخ بالاآمدگی $U$ بهره بردیم تا به کمک مقدار تندی نرخ بازده فرسایشی $K$ را نیز به‌عنوان یک پارامتر دیگر در نشان‌دادن وضعیت تکتونیکی منطقه و واکنش تعادلی رودها به آن مورد استفاده قرار دهیم.

درواقع، در این روش فرض بر این است که هر چقدر ناحیه‌ای پُرشیب‌تر باشد نرخ بالاآمدگی بیشتری را متحمل شده است و چون شیب یک پارامتر اولیه برای محاسبهٔ فرورفتگی و تندی است، افزایش تندی بیانگر افزایش شیب و افزایش شیب نشان‌دهندهٔ وجود افزایش ارتفاع ناشی از بالاآمدگی تکتونیکی است. به این ترتیب، این پارامترها برای تحلیل منطقه به‌کار برده شده‌اند.

نتایج حاصل از بررسی سه رود اصلی منطقه نشان می‌دهد که رسیدن به نیمرخ تعادلی در هر رود به مجموعه‌ای از عوامل بالاآمدگی نسبت به سطح اساس، فرسایشی، و سنگ‌شناسی بستگی دارد. گسل‌خوردگی با فراز بالادست آبراهه به افزایش ارتفاع و شیب کانال رود منجر می‌شود و فرسایش در پاسخ به این تغییر در محیط رودخانه رخ می‌دهد. فرایندهای

بالاآمدگی به افزایش توان برشی رودخانه‌ها در نتیجهٔ افزایش شیب کانال منجر می‌شود که این امر حجم رسوب تولیدشده در رود را افزایش می‌دهد. هر چقدر مقدار بالاآمدگی بیشتر باشد میزان تولید رسوبات آبرفتی نیز بیشتر می‌شود و به دنبال آن نرخ بازده فرسایشی یعنی مقدار رسوب خارج‌شده از محیط بالا می‌رود. حال اگر بالاآمدگی رخداده همراه با سنگ‌بستر کم مقاوم باشد، حجم بار رسوبی تولیدشده بیشتر از حالت قبلی است. زیرا سنگ‌بستر نامقاوم زمینهٔ مناسبی برای فعالیت گستردهٔ رود فراهم می‌کند. البته، عوامل انسانی مانند وضعیت رود تپال در بخش جنوبی در قالب فعالیت‌های کشاورزی می‌تواند سبب افزایش ناگهانی رسوب تولیدی در نتیجهٔ فرسایش شدید رودخانه شود. در چنین حالتی مقدار رسوب تولیدشده ناشی از فرسایش خاک از مقدار رسوب تولیدشده ناشی از برش رودخانه بسیار بیشتر است و نرخ بالاآمدگی را تحت‌تأثیر قرار می‌دهد.

در پایان می‌توان چنین گفت که یکی از مزایای مهم این روش این است که امکان بررسی هر دو عامل زمین‌ساخت و فرسایش را به طور هم‌زمان در تحول زمین شکل‌های آبراهه‌ای در اختیار پژوهشگر قرار می‌دهد. این امر برخلاف سایر پارامترهای زمین‌ساختی قبلی است که عمدتاً تک‌بُعدی بوده یا فقط در شرایط سنگ‌شناسی مشابه قابل بررسی بودند و به عوامل فرسایشی در آن‌ها توجه چندانی نمی‌شد.

## منابع


امیدی، پ. (۱۳۸۰). تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زون‌های گسلی در حاشیهٔ جنوبی البرز خاوری (گسترهٔ سمنان–دامغان)، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس.

خادمی، م. (۱۳۷۶). بررسی و تحلیل ساختاری گسل‌های دامغان و عطاری در گسترهٔ دامغان، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکدهٔ علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس.

درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، تهران: دانش امروز.

رحیمی، ب. (۱۳۸۵). مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.

صالحی راد،ر و علوی، م. (۱۳۵۴). گزارش نقشهٔ زمین‌شناسی دامغان در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

قاسمی،م.ر.(۱۳۶۹) *زمین شناسی، چینه شناسی و زمین شناسی ساختمانی ناحیه چهارده (البرز خاوری)*. دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران.

محمدنژاد آروق، و. (۱۳۹۰). تحلیل مقایسه‌ای تحول مخروطافکنه‌های دامنهٔ جنوبی البرز *شرقی*، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ جغرافیا دانشگاه تهران.

وزیری، م. (۱۳۸۰). گزارش نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود.

Allen, M. B.; Ghassemi, M. R.; Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003). Accommodation of Late Cenozoic Oblique Shortening in the Alborz Range, Northern Iran, Journal of Structural Geology, 25(5): 659-572.

Allen, M.; Jackson, J. and Walker, R. (2004). Late Cenozoic Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision and the Comparison of Short-Term and Long-Term Deformation Rates, TECTONICS, 23(2): 1-16

Ambili, A.; Sushma, P.; Nathani, B.; Achim, B.; Shahzad, F. and Deenadayalan, K. (2012). Tectonic versus Climate Influence on Landscape Evolution: A Case Study from the Upper Spiti Valley, NW Himalaya, Geomorphology, 145-146: 32-44.

Antoine, P.; Jean-Jacques, B.; Berillon, G. and Khaneghah, A. (2006). Tuf Calcaire et Séquence Alluviale En Contexte Tectonique Actif : La Formation de Baliran (Province Du Mazandaran, Iran), Quaternaire, 17(4): 321-331.

Berberian, M. (1976). *Quaternary Faults in Iran,* 39: 187-258.

Berberian, M. (1983). Continental Deformation in the Iranian Plateau (Contribution to the Seismotectonics of Iran*, Part IV, 74p.*

Berberian, M. and Yeats, R. S. (2001). Contribution of Archaeological Data to Studies of Earthquake History in the Iranian Plateau, Journal of Structural Geology, 23(2): 563-584.

Darvishzadeh, A. (1991). Geology of Iran. Danesh Emrouz. Iran. Tehran. (In Persian).

Djamour, Y.; Vernant, Ph.; Roger, B.; Nankali, R .; Jean-François, R.; Hinderer, J.; Hatam, Y.; Bernard, L.; Le Moigne, N.; Sedighi, M. and Khorrami, F. (2010). GPS and Gravity Constraints on Continental Deformation in the Alborz Mountain Range, Iran, Geophysical Journal International, 183(3): 1287-1301.

Dong, Y.; Qi Li, A. D, and Xiaoqing, W. (2011). 'Extracting Damages Caused by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan Earthquake from SAR Remote Sensing Data'. *The 2008 Wenchuan Earthquake, China and Active Tectonics of Asia* 40(4):14-907. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.07.009.

Fehr, E.; Andrade, J.r.; Sharon, C; da Silva, L. R.; Herrmann, H. J.; Kadau, D.; Moukarzel, C. and Oliveira, E. (2009). New Efficient Methods for Calculating Watersheds, J. Stat. Mech., *P09007 J. Stat. Mech* 2009.

Hack, J.T. (1960). Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. Bobbs-Merrill.

Holbrook, J. and Schumm, S. A. (1999). Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: A Brief Review and Critique of a Tool for Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation in Modern and Ancient Settings, Tectonophysics, 305(1): 287-306.

Hollingsworth, J.; Jackson, J.; Walker, R. and Nazari, H. (2009). Extrusion Tectonics and Subduction in the Eastern South Caspian Region since 10 Ma: REPLY, Geology.

Hollingsworth, J.; Nazari, H.; Ritz, J.; Salamati, R.; Talebian, M.; Bahroudi, A.; Walker, R.; Rizza, M. and Jackson, J. (2010). Active Tectonics of the East Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the Left-Lateral Astaneh Fault System during the Great 856 A.D. Qumis Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12313: 1-19.

Hooke, R. (1967). Processes on Arid-Region Alluvial Fans, Journal of Geology - J GEOL, 75: 438-460.

Howard, A. (1994). A Detachment-Limited Model of Drainage-Basin Evolution, *Water Resources Research*, *30*(7):2261-2285.

Howard, A. and Kerby, G. (1983). Channel Changes in Badlands, GSA Bulletin, 94(6): 739-752.

Hunt, Ch B. (1988). Introduction. In Geology of the Henry Mountains, *Utah, as recorded in the notebooks of G. K. Gilbert, Geological Society of America. 76-1875.*

Jackson, J.; Keith, F. P; Mark, B.A. and Berberian, M. (2002). Active Tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys.* J. Int. (2002) 148, 214-245

Javidfakhr, B. and Ahmadian, S. (2018). Geomorphic and Structural Assessment of Active Tectonics in NW Alborz, Geopersia, 8(2): 261-278.

Keller, E. and Pinter, N. (1996). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentus Hall. Newjersy.

Khademi, M. (1997). Structural Analysis of Damghan and Attari Faults in Damghan Range. Iran: Master Thesis, Supervisor: MohamadReza Samadian. Factually of Science. Tarbiat Modarres University. (In Persian).

Kirby, E. (2001). Quantifying Differential Rock-Uplift Rates via Stream Profile Analysis, *Geology*, 29.415-418.

Lague, D. and Davy, Ph. (2003). Constraints on the Long-Term Colluvium Erosion Law by Analyzing Slope-Are a Relationships at Various Tectonic Uplift Rates in the Siwalik Hills (Nepal), Journal of Geophysical Research, 108: ETG-18-1.

Lu, P. and Shang, Y. (2015). Active Tectonics Revealed by River Profiles along the Puqu Fault, *Water Resources Research*, 7: 1628-1648.

Miliaresis, G. (2001). Extraction of Bajadas from Digital Elevation Models and Satellite Imagery, *Computers & Geosciences*, 27: 1157-1167.

Mudd, S.; Clubb, F.; Gailleton, B. and Hurst, M. (2018). How Concave Are River Channels?, *Earth Surface Dynamics Discussions*, 6: Pp.1-34.

Mohammad Nejad Arogh, V. (2012). Comparative Analysis of the Cone Transformation of the Southern Slopes of the Eastern Alborz (Damghan to Garmsar). Doctoral Dissertation, Supervisor: Mojtaba Yamani. Factually of Geography. University of Tehran. (In Persian).

Mahmood, S. A. and Gloaguen, R. (2012). Appraisal of Active Tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM Derived Geomorphic Indices and Drainage Analysis, *Geoscience Frontiers,* 3:407-428.

Montgomery, D. R.; Tim, B. A.; Buffington, J.; Peterson, N.; Schmidt, K.M. and Stock, J.D (1996). Distribution of Bedrock and Alluvial Channels in Forested Mountain Drainage Basins, Nature, 381(6583): 587-589.

Nicholson, Ui.; VanLaningham, S. and Macdonald, D. (2013). Quaternary Landscape Evolution over a Strike-Slip Plate Boundary: Drainage Network Response to Incipient Orogenesis in Sakhalin, Russian Far East, Geosphere, 9: 588-601.

Omidy, P. (2002). Detailed Structural and Dynamic Analysis of Fault Zones in the Southern Margin of East Alborz (Semnan-Damghan Region), Doctoral dissertation. Supervisor: AliAkbar Nogolsadat. Factually of Science. Tarbiat Modarres University. (In Persian).

Pourramezani, A. and Bourzoie, S. (2017). ‘Study of Tectonic Activity in Young Eastern Alborz, Central Iran on the Basis of Alluvial Fans in the Shahrud-Bastam Area’, *Open Journal of Geology,* 7(1): 69-82.

Rahimi, B. (2002). Structural studies of Alborz Mountains in northern Damghan. Doctoral Dissertation. Supervisor: Sohrab Shahriyari. Factually of Science. Shahid Beheshti University. (In Persian).

Rizza, M.; Mahan, S.; Ritz, J. F.; Nazari, H.; Hollingsworth, J. and Salamati, R. (2011). Using Luminescence Dating of Coarse Matrix Material to Estimate the Slip Rate of the Astaneh Fault, Iran, Quaternary Geochronology, 6(3):390-406.

Salehirad Rad ,R and Alavi, M. (1975). *Geology Map of Damghan in 1:100000.* (In Persian).

Seidl, M. and Dietrich, W. (1993). The Problem of Channel Erosion into Bedrock, Catena Suppl, 23: 101-24.

Shahzad, F.; Mahmood,S.A. and Gloaguen,R. (2009). ‘Drainage Network and Lineament Analysis: An Approach for Potwar Plateau (Northern Pakistan)’. *Journal of Mountain Science* 6:14–24. doi: 10.1007/s11629-009-0206-4.

Shahzad, F. and Gloaguen, R. (2011). TecDEM: A MATLAB Based Toolbox for Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing and Stream Profile Analysis, Computers & Geosciences, 37(2): 250-260.

Sklar, L, and Dietrich, W. (1998). ‘River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models: Stream Power and the Influence of Sediment Supply’. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 107:237-259. doi: 10.1029/GM107p0237.

Snyder, E.; Johnson, J.; Spyropolou, K.; Wobus, C.C.; Whipple ,K.; Kirby ,E.; Snyder ,N.; Johnson ,J.; Crosby ,B. and Sheehan ,D. (2006). Tectonics from Topography: Procedures, Promise, and Pitfalls, Geological Society of America Special Paper, 398: 55-74.

Snyder, N.P. and Whipple, K. (2000). Landscape Response to Tectonic Forcing: Digital Elevation Model Analysis of Stream Profiles in the Mendocino Triple Junction Region, Northern California, *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 112. 1250-1263.

Stoc, j. and Montgomery,R. 1999. ‘Geologic Constraints on Bedrock River Incision Using the Stream Power Law’. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 104:93-4983.

Stoecklin, J. (1974). Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A.M., Ed., Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies; Alpine-Himalayan Orogens, Special Publication, Geological Society, 4(1): 213-234.

Vassilakis, E.; Skourtsos, E. and Kranis, H. (2007). Estimation of Tectonic Uplift Rate Using Quantified Morphometric Indices. *8TH PAN-HELLENIC GEOGRAPHICAL CONFERENCE: 17-26.*

Vaziri, M. (2001). Geology Map of Shahrud in 1:100000. (in Persian).

Vernant, Ph.; Nilforoushan, F.; Chéry, J.; Bayer, R.; Djamour, Y.; Masson, F.; Nankali, H.; Ritz, J. F.; Sedighi, M. and Tavakoli, F. (2004). Deciphering Oblique Shortening of Central Alborz in Iran Using Geodetic Data, Earth and Planetary Science Letters, 223(1): 177-185.

Wang, Y.; Zhang, H.; Zheng, D; Jingxing, Y; Jian-Zhang, P. and Yan, M (2017). Coupling Slope–Area Analysis, Integral Approach and Statistic Tests to Steady-State Bedrock River Profile Analysis, Earth Surface Dynamics, 5: 145-160.

Whipple, K.; Wobus, C.; Crosby, B.; Kirby, E. and Sheehan, D. (2007). New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data, *Geol. Soc. Am. Annu. Meet. Course Notes*, 1. Sponsored by: NSF Geomorphology and Land Use Dynamics.1-26.

Whipple, K.; Gregory, S.; Hancock, S. and Robert S. A. (2000) River Incision into Bedrock: Mechanics and Relative Efficacy of Plucking, Abrasion, and Cavitation, GSA Bulletin, 112(3): 490-503.

Whipple, K. and Tucker, G. (2002). Implication of Sediment-Flux-Dependent River Incision Models for Landscape Evolution, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth),* 107(B2): 1-20.

Wohl, E. E. (1993). Bedrock Channel Incision along Piccaninny Creek, Australia, The Journal of Geology, 101(6): 749-761.